

---

УДК 551.511.6:551.324.433.(574)

## ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ ТЕПЛА И ВЛАГИ НАД ПОВЕРХНОСТЬЮ ЯЗЫКА ЛЕДНИКА В АБЛЯЦИОННЫЕ ПЕРИОДЫ

Канд.геогр.наук Г.С.Ахметова

*В связи с особенностями вертикального распределения ветра с высотой над языком ледника Красовского в горах Джунгарского Алатау дается численная схема для определения турбулентных потоков явного и скрытого тепла над указанной поверхностью*

Одним из подходов для выявления реакции ледников на изменения климатических условий является подход, основанный на изучении и определении отдельных составляющих теплового баланса поверхности ледника. Одной из составляющих приходной части теплового баланса ледниковой поверхности является турбулентный приток явного и скрытого тепла к данной поверхности. Определение этой составляющей вызывает в настоящее время ряд трудностей. Поэтому до сих пор нет единого метода для определения турбулентного притока тепла и влаги к поверхности ледника по данным градиентных наблюдений. Применение методов расчета турбулентных потоков явного и скрытого тепла к поверхности горных ледников, которые были разработаны для условий горизонтальной однородной поверхности с учетом стратификации атмосферы, зачастую дают противоречивые результаты. Как показано в работе [1], расчеты на

основе ряда методов (метода Лайхтмана, методов Монина-Казанского и Зилигинкевича-Чаликова, метода расчета турбулентных потоков явного и скрытого тепла для логарифмического пограничного слоя атмосферы) дают заниженные результаты в сравнении с результатами, полученными на основе контрольного метода : метода замыкания уравнения теплового баланса.

Для того, чтобы найти причину этого недоучета, был проведен анализ вертикального распределения ветра в двухметровом слое воздуха над поверхностью языка ледника Красовского в Джунгарском Алатау.

В качестве исходной информации использовались данные градиентных наблюдений за скоростью ветра и температурой воздуха над языком ледника Красовского в абляционные периоды 1961, 1962, 1963 годов.

Для анализа были определены отношения скорости ветра на высоте 1 м к скорости ветра на высоте 0.1 м при различных значениях скорости ветра на высоте 1 м и различных разностях значений температуры воздуха на уровнях 1 м и 0.1 м. Эти данные приведены в табл. 1. Кроме того, были определены такие же отношения скоростей ветра при логарифмическом распределении ветра с высотой при найденных значениях параметра шероховатости, которые приведены в табл. 2. В табл. 3 дана повторяемость различных сочетаний скорости ветра на уровне 1 м и значений разности температуры воздуха на уровнях 1 м и 0.1 м.

Как видно из табл. 3, преобладающими значениями скорости ветра на уровне 1 м над языком ледника Красовского в светлую часть суток являются скорости ветра от 0 до 4 м/сек при

Среднее отношение скоростей ветра на уровнях 1.0 м. и 0.1 м. при различных значениях разности температуры воздуха на указанных уровнях ( $T_B - T_H$ ) и скорости ветра на уровне 1.0 м ( $u$ ) в абляциянные периоды 1961 -1963 гг.

$u$ (м/сек)	$(T_B - T_H)$ , в градусах						
	1	2	3	4	5	6	7
1	2.6	2.4	2.5	-	1.7	-	-
2	1.8	1.6	1.7	1.6	-	-	-
3	1.5	1.5	1.5	1.7	1.6	-	-
4	1.5	1.5	1.6	1.4	-	-	-
5	1.4	1.5	1.5	-	-	-	-
6	1.6	1.4	1.9	-	-	-	-
>6	1.4	1.3	1.4	-	-	-	-

наиболее часто встречающихся значениях разности температуры воздуха на уровнях 1 м и 0.1 м от  $0^{\circ}\text{C}$  до  $2^{\circ}\text{C}$ . Всего было рассмотрено 1412 случаев вертикального распределения скорости ветра. Причем в 272 случаях (19.3 % от всех случаев) наблюдалось вертикальное распределение, характерное для устойчивой стратификации приземного слоя атмосферы в абляциянные периоды 1961 -1963 г.

При скоростях ветра не более 1 м/сек и при разностях температуры воздуха на указанных уровнях от  $0^{\circ}\text{C}$  до  $3^{\circ}\text{C}$  отношение скоростей ветра на этих уровнях находится в пределах 2.4-2.6. Сравнение этих данных с такими же

отношениями значений скорости ветра при логарифмическом распределении ветра с высотой (1.8-1.9) показывает, что при

Таблица 2

Среднее отношение скоростей ветра на уровнях 1.0 м и 0.1 м. при различных значениях разности температуры воздуха на указанных уровнях ( $T_B - T_H$ ) и скорости ветра на уровне 1.0 м ( $u$ ) при логарифмическом распределении скорости ветра с высотой

u (м/сек)	( $T_B - T_H$ ), в градусах						
	1	2	3	4	5	6	7
1	1.8	1.9	1.8	-	1.9	-	-
2	1.9	1.9	1.8	1.8	-	-	-
3	1.9	1.9	1.9	1.9	1.8	-	-
4	1.9	1.9	1.8	1.8	-	-	-
5	1.9	1.9	1.8	-	-	-	-
6	1.8	1.9	1.9	-	-	-	-
>6	1.8	1.9	1.9	-	-	-	-

указанных температурно-ветровых условиях над ледником вертикальное распределение скорости ветра соответствует распределению ветра с высотой при устойчивой температурной стратификации. Это соответствие несколько нарушается, если будет рассматриваться изменение отношения скоростей ветра на двух уровнях с изменением указанной разности температур воздуха. При устойчивой температурной стратификации при усилении инверсии это отношение должно увеличиваться, что

Таблица 3

Число случаев с различными значениями разности между температурами воздуха на уровнях 1 м. и 0.1 м. и скорости ветра на уровне 1 м.

u (м/сек)	(T <sub>в</sub> - T <sub>н</sub> ) в градусах						
	1	2	3	4	5	6	7
1	163	93	16	0	1	0	0
2	207	167	38	4	0	0	0
3	178	171	28	6	2	0	0
4	96	111	19	3	0	0	0
5	28	34	4	0	0	0	0
6	7	15	1	0	0	0	0
>6	11	8	1	0	0	0	0

не наблюдается при анализе данных табл. 1. Так, при изменении разности температуры воздуха от 0 °С до 3 °С это отношение несколько уменьшается (с 2.6 до 2.5). При скорости ветра не более 1 м/сек был зарегистрирован только один срок со значениями разности температуры воздуха на двух указанных уровнях более 3 °С, а именно 5 °С. При этом отношение скоростей ветра на двух этих уровнях равнялось 1.7, что было несколько меньше такого же отношения при логарифмическом распределении ветра с высотой. Это указывает на то, что в данном случае вертикальное распределение скорости ветра имеет такое распределение, которое характерно для неустойчивой температурной стратификации воздуха. При скоростях ветра не менее 2 м/сек при всех

температурных условиях воздуха над ледником отношение скоростей ветра на двух указанных уровнях меньше, чем при логарифмическом распределении ветра с высотой. А это характерно для вертикального распределения ветра с высотой при неустойчивой температурной стратификации. Причем, при увеличении скорости ветра эти различия между указанными отношениями скорости ветра увеличиваются, а это указывает на более интенсивный вертикальный турбулентный обмен количеством движения, теплом и влагой воздуха.

Анализ этого материала показал, что в условиях устойчивой приледниковой инверсии зависимость турбулентного обмена от стратификации существенно отлична от той, которая получена для горизонтальной однородной поверхности. Здесь при скоростях ветра на уровне 1 м не менее 2 м/сек или при разности температуры воздуха на уровнях 1 м и 0.1 м более  $5^{\circ}\text{C}$  отношения скоростей ветра на двух указанных уровнях меньше чем те, которые бы наблюдались при логарифмическом распределении ветра с высотой, и механизм турбулентной передачи тепла и влаги как бы напоминает этот процесс при неустойчивой температурной стратификации.

Поэтому при скоростях ветра на уровне 1 м более 2 м/сек или при разностях значений температуры воздуха на уровнях 1 м и 0.1 м более  $5^{\circ}\text{C}$  применение для условий горных ледников методов расчета турбулентных потоков явного и скрытого тепла, разработанных для условий устойчивой стратификации атмосферы над горизонтальной однородной поверхностью, вызывает сомнения. Исходя из этого была построена численная схема для

определения турбулентных потоков явного и скрытого тепла на основе данных фактического распределения с высотой скорости ветра, температуры и упругости водяного пара воздуха.

В качестве исходной информации использовались данные градиентных наблюдений за скоростью ветра ( $u$ ), температурой ( $T$ ) и упругостью водяного пара ( $e$ ) воздуха на четырех уровнях ( $z_1 = 0.1$  м,  $z_2 = 0.5$  м,  $z_3 = 1$  м,  $z_4 = 2$  м).

Из теории логарифмического пограничного слоя атмосферы следует:

$$u_{*log} = u(z_3) \chi / \ln(z_3/z_0) \quad (1) \quad , \text{ где}$$

$u_*$  - скорость трения или динамическая скорость,

$u_{*log}$  - скорость трения или динамическая скорость для логарифмического пограничного слоя,

$\chi \approx 0.4$  - постоянная Кармана

Найдем меру отклонения фактического распределения скорости ветра с высотой от распределения ветра с высотой для логарифмического пограничного слоя ( $k$ ):

$$k = u(z_4)/u(z_1) - \log(z_4/z_0)/\log(z_1/z_0) \quad (2), \text{ где}$$

$z_0$  - параметр шероховатости

Тогда примем, что:

$$u_* = u_{*log} - b_1 u_* k \quad (3)$$

Согласно теории подобия Монина - Обухова для приземного слоя атмосферы, в котором турбулентные потоки тепла, влаги и количества движения не изменяются с высотой:

$$u(z_4) - u(z_2) = (u_* / \chi) [f_u(z_4/L) - f_u(z_2/L)]$$

$$T(z_4) - T(z_2) = T_* [f_\theta(z_4/L) - f_\theta(z_2/L)] \quad (4), \text{ где}$$

$$q(z_4) - q(z_2) = q_* [f_u(z_4/L) - f_u(z_2/L)]$$

$q$  - удельная влажность воздуха;  $T_*$  - масштаб для измерения температуры воздуха;  $q_*$  - масштаб для измерения удельной влажности воздуха;  $L$  - масштаб длины Монина-Обухова;  $f_u, f_\theta, f_s$  - безразмерные универсальные функции безразмерного аргумента ( $z/L$ ) для вертикальных профилей скорости ветра, температуры и удельной влажности воздуха соответственно, определяемые на основе данных наблюдений.

На практике часто принимают, что

$$f_u(z/L) = f_\theta(z/L) = f_s(z/L) \quad (5)$$

Тогда :

$$f_u(z_4/L) - f_u(z_2/L) = (u(z_4) - u(z_2))\chi/u_* \quad (6)$$

$$T_* = (T(z_4) - T(z_2))u_* / ((u(z_4) - u(z_2))\chi) \quad (7)$$

$$q_* = 0.622(e(z_4) - e(z_2)) / p / ((u(z_4) - u(z_2))\chi) \quad (8), \text{ где}$$

$p$  - давление воздуха

$$H = T_* \chi c_p \rho u_* \quad (9), \text{ где}$$

$c_p$  - удельная теплоемкость при постоянном давлении воздуха,

$\rho$  - плотность воздуха,

$H$  - турбулентный поток явного тепла

$$IE = - l q_* \chi \rho U_* \quad (10), \text{ где}$$

$l$  - скрытая теплота конденсации,

$IE$  - турбулентный поток скрытого тепла

Для расчета турбулентных потоков явного и скрытого тепла по этой схеме величина коэффициента  $b_1$  в выражении (3) для динамической скорости является неизвестной величиной. Для определения величины параметра  $b_1$  были выполнены



численные эксперименты для определения (Н- IE) по формулам ( 1-10 ) с различными величинами  $b_1$  и по результатам вычислений каждого эксперимента были определены величины систематических ( $\Delta_{\text{сис.}}$ ), абсолютных ( $\Delta_{\text{абс.}}$ ) и относительных ( $\Delta_{\text{отн.}}$ ) отклонений значений суммарных турбулентных потоков ощущаемого и скрытого тепла от контрольных величин, полученных с помощью метода замыкания уравнения теплового баланса согласно

$$\text{формулам из [2]: } \Delta_{\text{сис.}} = 1/N \sum_{n=1}^N (\zeta_{\text{изм.}}^{(n)} - \zeta_{\text{расч.}}^{(n)}),$$

$$\Delta_{\text{абс.}} = 1/N \sum_{n=1}^N |\zeta_{\text{изм.}}^{(n)} - \zeta_{\text{расч.}}^{(n)}|,$$

$$\Delta_{\text{отн.}} = \Delta_{\text{абс.}} / (1/2N \sum_{n=1}^N |\zeta_{\text{изм.}}^{(n)} + \zeta_{\text{расч.}}^{(n)}|) \quad (11), \text{ где}$$

$\zeta$  - величина суммарного турбулентного потока явного и скрытого тепла,

$n$ -порядковый номер измерения величин для определения  $\zeta$ ,

$N$ -общее число измерений.

В результате принимался вариант с минимальными величинами  $\Delta_{\text{сис.}}$ ,  $\Delta_{\text{абс.}}$ ,  $\Delta_{\text{отн.}}$  и соответствующей величиной  $b_1$ . Найденная величина  $b_1$  равнялась 0.2 при  $k < 0$  и 1.2 при  $k > 0$ . Сравнение суммарных турбулентных потоков явного и скрытого тепла, вычисленных по приведенной схеме при найденном  $b_1$ , с контрольными величинами, которые определялись с помощью метода замыкания уравнения теплового баланса, дает следующие

величины систематических и абсолютных отклонений в МДж/(м<sup>2</sup> день) и относительных отклонений в %:

	1961 год	1962 год	1963 год
$\Delta_{\text{сис.}}$	0.85	0.43	0.29
$\Delta_{\text{абс.}}$	0.88	1.05	0.85
$\Delta_{\text{отп.}}$	99	49	64

Анализ этих данных показывает, что вычисление суммарных турбулентных потоков явного и скрытого тепла по данной схеме уменьшает систематические (на 0.10-0.70 МДж/(м<sup>2</sup> день) и относительные отклонения (на 7-39 %) в сравнении с отклонениями, полученными для метода расчета этих энергетических потоков при условии логарифмического распределения ветра с высотой в приземном слое атмосферы MLG [1]. По этой схеме расчета наиболее значительное улучшение качества расчетов было получено для 1961 и 1962 гг.

В работе [3] дается описание схемы расчета турбулентных потоков тепла и влаги с учетом перехода части энергии гравитационных волн в энергию турбулентных движений.

Разработанные и реализованные две схемы расчета дают улучшение качества расчетов турбулентных потоков тепла и влаги, но рассмотренная в [3] схема дает наилучшие результаты в абляционный период 1963 года, а другая-для абляционных периодов 1961 и 1962 года. Это, вероятно, объясняется тем, что абляционный период 1963 года отличался большей частотой таких синоптических процессов, с которыми были связаны неустойчивые

погодные условия, частое выпадение осадков. И при этих условиях, видимо, над языком ледника Красовского наблюдались гравитационные и гравитационно-сдвиговые волны, которые в большинстве случаев были неустойчивые и при разрушении последних происходило увеличение энергии турбулентных движений.

Абляционные периоды 1961 и 1962 гг отличались большим числом ясных дней и в указанном районе были часты случаи с горно-долинной циркуляцией и с ледниковым ветром. С последним, видимо, связаны были процессы развития неустойчивых волн Кельвина-Гельмгольца. Эти волны играют роль регулятора мезо- и микромасштабных градиентов температуры воздуха и ветра, сглаживая резкие контрасты этих метеорологических элементов в тонких слоях. Если в абляционные периоды длительное время развиваются такие синоптические процессы, при которых эти контрасты свойств стремятся увеличиться, то развитие неустойчивых волн и перемешивание происходит многократно.

В последних работах зарубежных исследователей за 1998 и 1999 гг. [ 4, 5, 6 ] высказывается мнение, что турбулентный обмен в области ледникового ветра отличается своими особенностями и требует дополнительных исследований с привлечением современной пульсационной аппаратуры.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметова Г.С. О роли турбулентной передачи тепла и влаги к поверхности горных ледников при современном сокращении их площади//Гидрометеорология и экология.-1997.-N4.С.237-240.
2. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат,1970. -202 с.
3. О механизме передачи тепла поверхности горных ледников из окружающего воздуха в абляционные периоды // Гидрометеорология и экология.- 1999.-N2.
4. Weber M., Escher-Vetter H. Investigating the atmospheric turbulence of the glacier wind regime over alpine glacier// Booklet of proceedings of international conference on alpine meteorology.Torino-Italia, 14-19 September 1998, p. 153-158.
5. Oerlemans J. The glacier wind: observations and modelling// Booklet of proceedings of international conference on alpine meteorology.Torino-Italia, 14-19 September 1998, p. 167-172.
6. Oerlemans J. The atmospheric boundary layer over melting glaciers//Clear and Cloudy Boundary Layers. Eds: A. A. M. Holtslag and P.G.Duynderke// Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, VNE 48 ISBN 90-6984-235-1,( 1999 ?), p. 129-153.

Институт географии МН и ВО РК

АБЛЯЦИЯ КЕЗЕҢІНДЕГІ МҰЗДЫҚ ТЫЛЫҢ БЕТІНДЕГІ  
ЫЛҒАЛ МЕН ЖЫЛУДЫҢ ТУРБУЛЕНТТІК АҒЫНДАРЫН  
АШЫҚТАУ ТУРАЛЫ

Геогр. г. канд. Ахметова Р. С.

Жоңғар Алатауындағы Красовский мұздығының тылінің үстіндегі желдің биіктік бойынша үлестірімінің ерекшеліктеріне байланысты, осы беттің үстіндегі тікелей және жасырын жылудың турбуленттік ағындарын ашықтау үшін сандық нобайы берілген.